

جغرافیا و توسعه شماره ۲۹ زمستان ۱۳۹۱

وصول مقاله : ۱۳۹۰/۴/۱۸

تأیید نهایی : ۱۳۹۱/۴/۲۷

صفحات : ۷۶-۵۵

## تحلیل همدید امواج سرماهای فراگیر ایران مورد: موج سرمای دی و بهمن ۱۳۸۳ استان چهارمحال و بختیاری

دکتر صادق کریمی<sup>۱</sup>، دکتر حسین نگارش<sup>۲</sup>، دکتر تقی طلاوسی<sup>۳</sup>، دکتر بهلول علیجانی<sup>۴</sup>

### چکیده

در اقلیم‌شناسی همدید با تکیه بر اصل پذیرفته شده‌ی تبیین و تحلیل تغییرات شرایط محیطی سطح زمین از روی تغییرات الگوهای فشار (رویکرد محیطی به‌گرددشی)، می‌توان بیشتر پدیده‌های اقلیمی سطح زمین را تبیین، تحلیل و پیش‌بینی نمود. از مهمترین پدیده‌های اقلیمی می‌توان به موج‌های سرمای شدید اشاره نمود. سرمای شدید و نادر دی و بهمن سال ۱۳۸۳ شمسی که بخش‌های وسیعی از کشور ایران را فرا گرفت، از آن جمله است. به منظور تبیین و تحلیل همدید این موج فراگیر سرما در ایران، دمای کمینه‌ی ایستگاه‌های محدوده‌ی استان چهارمحال و بختیاری، انتخاب شد و سپس از داده‌های فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو جهت تبیین این رویداد استفاده گردید.

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که الگوی حاکم بر این موج سرمای شدید، الگوی پرفشار سیبری بوده است. در این مدت، پرفشار سیبری با هجوم به طرف عرض‌های پایین، هفت موج سرمای شدید و نادر را به منطقه‌ی مورد مطالعه تحمیل نموده است. همزمان با نفوذ و گسترش زبانه‌ی پرفشار سیبری به منطقه، در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو، فرازهایی تا ارتفاع ۵۸۰۰ متر تشکیل شد که ریزش هوای بسیار سرد به منطقه را در امتداد شرقی این فرازها، توجیه می‌کند. از طرفی مرکز پرفشار سیبری همزمان با گسترش نفوذ خود بر عرض‌های جنوبی، تا حدود ۵۰ درجه طول شرقی (یعنی دقیقاً در امتداد شمال جغرافیایی ایران) جابجایی داشته است. در اوج این وضعیت که مقارن با ۲۹-۲۵ ژانویه ۲۰۰۵ بوده، ششمین ریزدوره موج سرمای (با متوسط دمای ۱۶/۷- درجه سانتیگراد) در منطقه‌ی مورد مطالعه شکل گرفته است. کلیدواژه‌ها: پرفشار سیبری، موج سرما، دمای کمینه، ریزدوره، ارتفاع ژئوپتانسیل، فشار تراز دریا.

karimi.s.climatologist@uk.ac.ir

h\_negaresh@yahoo.com

t\_tavousi@yahoo.com

alijani@tmu.ac.ir

۱- استادیار جغرافیا طبیعی، دانشگاه شهید باهنر کرمان (نویسنده مسؤل)

۲- دانشیار جغرافیا طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۳- دانشیار جغرافیا طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۴- استاد جغرافیا طبیعی، دانشگاه خوارزمی (تربیت معلم سابق)

## مقدمه

خصوص آنها روش‌های مختلفی را جهت شناسایی الگوهای حاکم بر ایجاد و توسعه‌ی این پدیده‌ها، کشف و استخراج نموده‌اند.

یکی از مهمترین روش‌هایی که امروزه اقلیم‌شناسان، جهت شناسایی پدیده‌های اقلیمی محیطی از آن استفاده می‌کنند، تحلیل این پدیده‌ها در ارتباط با الگوهای فشار است. این روش با عنوان "رویکرد محیطی به گردشی"، در کنار "رویکرد گردشی به محیطی" (Yarnal, 1993:11) دو محورا اصلی اقلیم‌شناسی همدید را تشکیل می‌دهد. با تکیه بر رویکرد اول، دانشمندان معتقدند که بیشتر پدیده‌های اقلیمی محیطی به وسیله‌ی تکرار الگوهای فشار و سیستم‌های همدید، کنترل می‌شود. به عنوان مثال افت و خیزهای کوتاه‌مدت و درازمدت دما را ناشی از تغییرات الگوهای فشار می‌دانند (Miazaki, 1998:165). در نتیجه می‌توان گفت: اقلیم‌شناسی همدید در شناخت، تبیین، پیش‌بینی و حتی تعدیل بسیاری از بلایای محیطی پیش‌تاز است؛ بطوری‌که در اقلیم‌شناسی همدید با تکیه بر اصل پذیرفته شده‌ی "تبیین و تحلیل تغییرات شرایط محیطی سطح زمین از روی تغییرات الگوهای فشار" (یعنی رویکرد محیطی به گردشی)، می‌توان اکثر پدیده‌های اقلیمی سطح زمین را تبیین، تحلیل و پیش‌بینی نمود (علیچانی، ۱۳۸۱: ۱۱ و ۲۰).

به دنبال مقبولیت این رویکرد در تبیین و شناخت منشأ پدیده‌های محیطی اقلیمی، تحقیقات وسیعی در مراکز علمی کشورهای مختلف آغاز شد و منشأ بسیاری از پدیده‌های اقلیمی تحلیل شد. در سال‌های اخیر در ایران نیز تلاش‌هایی در جهت استفاده از این روش برای تحلیل منشأ پدیده‌های اقلیمی محیطی صورت گرفته و تحقیقاتی در موارد مختلف انجام شده است. در ادامه به نتایج برخی از تحقیقات خارجی و داخلی انجام شده در این زمینه، اشاره می‌شود.

زندگی انسان همواره تحت تأثیر شرایط آب و هوایی قرار داشته است. از آنجایی که شرایط آب و هوایی هم می‌تواند مساعد و هم می‌تواند زیان‌آور باشد، انسان همچنان تلاش داشته تا با شناخت ماهیت اقلیم، در برابر شرایط نامساعد اقلیمی از خود دفاع کند. این تلاش خصوصاً پس از وقوع بلایای اقلیمی که بالاترین درصد فراوانی وقوع را در بین بلایای طبیعی دارند (مقیمی و گودرزی‌نژاد، ۱۳۸۲: ۱۶)، بشر را به سمت شناسایی منشأ و چگونگی به وجود آمدن این گونه بلایا کشانده است؛ شناختی که با گذشت زمان، دقیق‌تر و علمی‌تر می‌شود.

اخیراً با وقوع آشفتگی‌های اقلیمی، یکی از مهمترین بلایای اقلیمی که جوامع بشری و خصوصاً مناطق مختلف کشورمان را تهدید می‌کند، امواج سرما و یخبندان‌های شدید است که در برخی سال‌ها مناطق وسیعی از کشور را در بر می‌گیرد. این یخبندان‌ها که عموماً با ورود توده‌های هوایی با دمای زیر صفر درجه سانتیگراد به مناطق حادث می‌شود، موج سرمای نسبتاً پایدار و چند روزه‌ای را با خود به همراه دارند که ممکن است آثار زیان‌باری را به دنبال داشته باشد. از مهمترین نمونه‌های بارز ورود امواج سرمای شدید به ایران، می‌توان به سرمای نادر دی و بهمن سال ۱۳۸۳ که بخش‌های وسیعی از کشور خصوصاً محدوده‌ی استان چهارمحال و بختیاری را فرا گرفته بود، اشاره کرد. با شناخت دقیق‌تر چگونگی شکل‌گیری و در نتیجه پیش‌بینی این رخداد اقلیمی، بشر راهکارهای مناسب‌تری را در زمان و مکان مناسب به منظور کاهش آثار زیان‌بار اینگونه پدیده‌های مخرب به کار می‌گیرد. اقلیم‌شناسان از دیرباز تلاش‌هایی را در جهت شناخت منشأ و فرآیندهای شکل‌گیری این پدیده اقلیمی شروع کرده‌اند که همچنان ادامه دارد. در این

یخبندان در دوره‌ی زمستانه همراه است. پوشش برف، باعث تشکیل پرفشار حرارتی بر روی منطقه گردیده که عامل بروز یخبندان‌های شدید به ویژه در نواحی ساحلی این دریاچه می‌باشد (Kiristi, 2007: 443).

یخبندان‌های غرب و جنوب‌غرب ایالات متحده، ناشی از گسترش زبانه‌های پرفشار عرض‌های قطبی به سمت عرض‌های پایین‌تر و در نتیجه انتشار سرماهای فراگیر در این مناطق می‌باشد (Meehl, 2004: 496) مطالعات بعدی با بررسی‌های وسیع‌تر، گردش انتشار موجی یخبندان از عرض‌های جغرافیایی بالا به سمت عرض‌های پایین (یعنی مناطق حاره‌ای) را به اثبات رساند (Gabriela & Tercio, 2007: 97).

پرفشار سیبری، پدیده‌ی غالب دوره‌ی سرد سال آسیاست که در اوایل دوره‌ی سرد در اطراف دریاچه‌ی بایکال تشکیل شده و به تدریج هم‌زمان با پیشرفت زمستان، قوی‌تر و گسترده‌تر شده و در اوج فعالیت خود، زبانه‌هایی به خاورمیانه می‌فرستد که در نتیجه اقلیم منطقه و ایران را کنترل می‌کند (علیچانی، ۱۳۶۹: ۴۲). بر همین اساس است که جابجایی سامانه‌های فشار از عرض‌های بالا به سمت ایران، یخبندان‌های شدید و فراگیر را به خصوص در فصل بهار به وجود می‌آورد (براتی، ۱۳۷۵: ۳).

سیستم کم‌ارتفاع شمال دریای خزر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، رخداد یخبندان‌های نیمه غربی ایران را توجیه می‌کند. این سیستم معمولاً با سیستم کم‌ارتفاع نسبتاً قوی در غرب خود و بر روی مدیترانه، همراه است و در روزهای یخبندان خطوط هم‌دمای ۱۵- تا ۳۰- درجه سانتیگراد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از روی ایران عبور می‌کند (عزیزی، ۱۳۸۳: ۹۸).

یخبندان‌های شمال‌غرب ایران در دوره‌ی سرد سال بیشتر از نوع یخبندان‌های وزشی بوده که از آبان تا فروردین اتفاق می‌افتد. استقرار یک پرفشار در سطح

ویکوچ<sup>۱</sup> عامل اصلی یخبندان‌های روسیه، اروپا و قزاقستان را گسترش بادهای سرد شمال‌غربی توسط توده‌های هوا می‌داند (Vithkevich, 1963: 183). در تجزیه و تحلیل الگوهای بزرگ مقیاس، انتقال و گسترش نفوذ زبانه توده‌های سرد به سمت استوا، عامل ایجاد موسمی‌های زمستانه و یورش هوای سرد به سمت چین است (Vithkevich & Krishnamurti, 1987: 3).

محدوده‌ی دریاچه‌ی بایکال در مغولستان نیز به عنوان یکی از مهمترین مکان‌های گسترش شمالی- جنوبی پرفشار سرد و محل یورش سرمای شدیدی است که طی آن، دمای این مناطق به شدت افت کرده و در بخش‌هایی از چین یخبندان ایجاد می‌شود (Takahashi, 1990: 64).

با توجه به اینکه الگوهای گردش، ۳۰ تا ۴۰ درصد تغییرات دمای روزانه را در کشور هلند توجیه می‌کنند. بنابراین پیش‌بینی تغییرات دما و بارش در این کشور با استفاده از طبقه‌بندی الگوهای گردشی امکان‌پذیر است (Buishand & Brandsma, 1997: 876).

ناهنجاری‌های دمای زمستانه در جنوب سوئد با الگوهای فشار در ارتباط است و لذا این پدیده با تیپ‌بندی فشار قابل توجیه است؛ به طوری که هر تیپ هوا باعث ایجاد شرایط خاص دمایی در یک منطقه می‌شود (Chen & Hellstrom, 1999: 509-510) الگوی نوسان قطبی، یکی از الگوهای بزرگ چرخشی و تبیین‌کننده‌ی تغییرات اقلیمی نیمکره‌ی شمالی است. طی فاز منفی این الگو، دمای هوا در آمریکای شمالی و اروپا، پایین آمده و یخبندان‌های شدیدی را ایجاد می‌کند (Smolinski & July, 2004: 9). همچنین نوسان قطبی با تغییرات دمایی و بارشی موسمی‌های اقیانوس هند (IOM) مرتبط است (Wolfgang, 2004: 13) تغییرات وسعت حداکثر سالانه‌ی پوشش برف بر روی دریای بالتیک، با تغییرات شدید دمای ساحلی و وقوع

هکتوپاسکال با استقرار شرق فراز (فراز غرب ایران یا فراز قوی شرق اروپا) بر روی استان، ریزش هوای بسیار سرد عرض‌های بالا به سمت عرض‌های پایین صورت گرفته و مناطق مختلف استان بویژه بخش‌های مرکزی، شمال و شمال غربی با افت شدید دما مواجه می‌شوند (خوشحال و همکاران، ۱۳۸۸: ۴۴). طی ۲۳ تا ۲۶ فروردین ماه ۱۳۸۸ فعالیت یک سامانه‌ی پرفشار در شمال دریای خزر، باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به کشور و وقوع یخبندان در بیشتر ایستگاههای کشور گردید. با توجه به اینکه میدان باد ترازهای پایین، نقش مهمی در تغذیه‌ی رطوبتی سامانه جوی داشت، طی دوره‌ی فعالیت این سامانه، در برخی ایستگاهها ریزش برف نیز مشاهده شد. در این دوره، بخش‌های غربی و جنوب غربی کشور نسبت به دیگر نواحی، یخبندان‌های شدیدتری را تجربه کردند (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱). پژوهش حاضر در ادامه‌ی این تلاش‌ها بر آن است تا با "رویکرد محیطی به گردشی"، یک تحلیل همدید از موج سرمای فراگیر دی و بهمن سال ۱۳۸۳ استان چهارمحال و بختیاری ارائه دهد و الگوی مؤثر بر تکوین و تداوم این سرمای نادر را آشکارسازی نماید. شکل (۱) موقعیت ایستگاههای مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

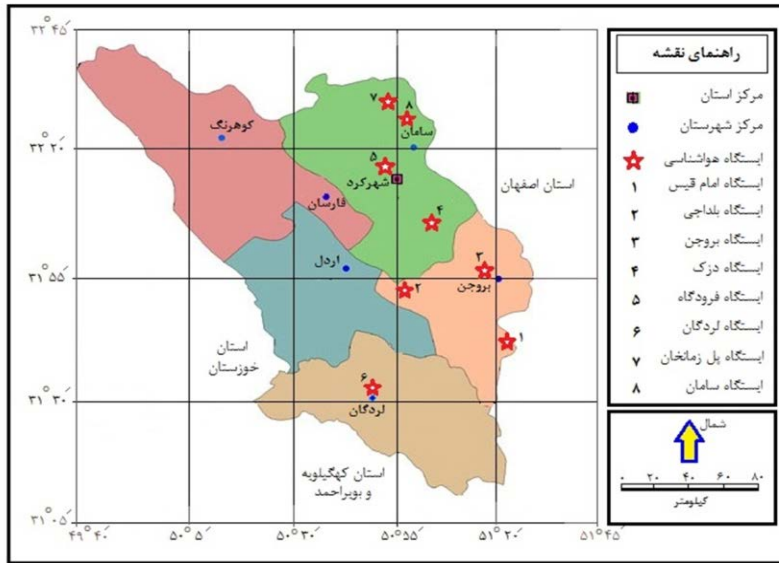
### داده‌ها و روش‌ها

به دنبال تحقق هدف پژوهش یعنی تحلیل همدید موج سرمای فراگیر دی و بهمن ۱۳۸۳ استان چهارمحال و بختیاری (۱۳۸۳/۱۰/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۳۰ تا ۱۳۸۳/۱۱/۳۰ مطابق با ۲۱ دسامبر ۲۰۰۴ تا ۱۸ فوریه ۲۰۰۵ میلادی)، از داده‌های ۸ ایستگاه هواشناسی (سینوپتیک و کلیماتولوژی) این استان استفاده شد (جدول ۱).

دریا و یک ناوهای عمیق در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، عامل ایجاد این یخبندان‌های شدید و فراگیر است (هژبرپور و علیجانی، ۱۳۸۶: ۱۹).

عامل بروز سرماهای شدید و در نتیجه‌ی سرمازدگی محصولات زراعی بهاره در منطقه‌ی چهارمحال و بختیاری، سیستم‌های پرفشاری است که بر منطقه حاکم می‌شود (بهیار، ۱۳۸۲: ۱۰۸).

همانگی و انطباق سامانه‌ها در ترازهای زیرین و میانی جو سبب شده که سرمای فراگیری، بخش اعظم کشور را در سال ۱۳۸۲ فرا بگیرد. عامل اصلی افت شدید دما در این سرمای فراگیر، نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری بوده است. در این الگو، پرفشار سیبری در امتداد شمالی- جنوبی بر روی ایران و حتی تا عربستان گسترش پیدا کرده است (شکری، ۱۳۸۷: ۱۶). تیپ‌های هوای پرفشار اروپای شمالی، پرفشار سیبری و پرفشار اروپای شرقی بیشترین تأثیر را در وقوع یخبندان‌های ایران دارند. این تیپ‌های هوا، جریان‌های سرد قطبی را به سمت عرض‌های پایین هدایت کرده که یخبندان‌های شدیدی را در مناطق مختلف ایران به وجود می‌آورد (فتاحی و صالحی، ۱۳۸۸: ۱۳۵). طبقه‌بندی الگوهای گردشی تراز میانی جو و فشار سطح زمین به کمک تحلیل مؤلفه مبنا و تحلیل خوشه‌ای، نشان داد که پرفشارهای شمال و شمال شرق اروپا و پرفشار سیبری در سطح زمین به همراه تشکیل مراکز پرفشار بر روی سیبری، شمال و شمال شرق اروپا و قرارگیری استان فارس در غرب فرود، عامل مهم ایجاد یخبندان‌های این استان می‌باشند. در چنین وضعیتی، تشکیل یک مرکز پرفشار در ارتفاعات زاگرس، با تداوم و تشدید یخبندان در استان همراه است. در تراز ۵۰۰



شکل ۱: موقعیت ایستگاههای هواشناسی مورد مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری  
مأخذ: نگارندگان

جدول ۱: ایستگاههای مورد مطالعه و موقعیت آنها در استان چهارمحال و بختیاری

رتفاع	عرض جغرافیایی		طول جغرافیایی		نام ایستگاه	ردیف
	درجه	دقیقه	درجه	دقیقه		
۲۱۵۹	۳۱	۴۴	۵۱	۲۱	امام قیس	۱
۲۳۲۳	۳۱	۵۳	۵۰	۵۶	بلداجی	۲
۲۱۹۷	۳۱	۵۷	۵۱	۱۸	بروجن	۳
۲۲۸۰	۳۲	۰۴	۵۱	۰۳	دزک	۴
۲۰۵۰	۳۲	۱۷	۵۰	۵۱	فرودگاه شهرکرد	۵
۱۵۸۰	۳۱	۳۱	۵۰	۴۹	لردگان	۶
۱۸۱۰	۳۲	۲۹	۵۰	۵۴	پُل زمان خان	۷
۲۰۵۷	۳۲	۲۷	۵۰	۵۶	سامان	۸

مأخذ: مرکز آمار سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۸.

در این رابطه:  $\sum_{i=1}^8 (T_{Daily \min Station_i})$  مجموع دماهای کمینه یک روز خاص در هشت ایستگاه است.  
 ۲- میانگین دمای کمینه دوره‌ی دو ماهه استان ( $\mu_{\min T \text{ for Period}}$ ) به وسیله‌ی رابطه‌ی (۲) محاسبه گردید (که مقدار آن برابر با  $۱۰/۳-$  درجه‌ی سانتیگراد بوده است).  
 رابطه ۲:

$$\mu_{\min T \text{ for Period}} = \sum_{i=1}^8 (T_{Daily \min i \text{ Zone}}) / 60$$

آمار دماهای کمینه‌ی روزانه‌ی این دوره‌ی دو ماهه برای ۸ ایستگاه مورد نظر از طریق مرکز آمار سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. سپس ادامه‌ی بررسی به صورت مراحل ذیل انجام گردید:

۱- دماهای کمینه روزانه استان ( $T_{Daily \min Zone}$ ) برای هر کدام از روزهای دوره‌ی دو ماهه‌ی مورد مطالعه، از طریق رابطه (۱) استخراج گردید (جدول ۲).  
 رابطه‌ی ۱:

$$T_{Daily \min Zone} = \sum_{i=1}^8 (T_{Daily \min Station_i}) / 8$$

اثرگذار هر ریزدوره تشخیص داده شد. به دنبال آن، نقشه متوسط فشار تراز دریا برای ریزدوره‌ها تهیه گردید. از این طریق اثر تشدید و تضعیف الگوی غالب فشار بر دمای کمینه هر ریزدوره، بررسی و تحلیل شد. ۶- داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در هر ریزدوره نیز، معدل‌گیری و ترکیب شد و نقشه متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل آن ریزدوره تهیه گردید. از این طریق، تغییرات دمای کمینه‌ی هر ریزدوره با تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز بررسی و تحلیل شد.

۷- نقشه‌های تهیه شده فشار تراز دریا و نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ارتباط با هم (یعنی در یک شرایط همدید) به منظور توجیه رفتار دماهای کمینه و تشکیل موج‌های سرمای منطقه، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و نتایج نهایی استخراج گردید.

### مباحث و یافته‌ها

جدول (۲)، میانگین دماهای کمینه‌ی روزانه‌ی دوره‌ی دو ماهه‌ی استان چهارمحال و بختیاری را نشان می‌دهد. در این جدول، روزهایی که دمای کمینه‌ی آنها پایین‌تر از میانگین دمای کمینه‌ی دوره‌ی دو ماهه استان (یعنی کمتر از آستانه ۱۰/۳- درجه سانتیگراد) بود، مبنای تشکیل ریزدوره‌ها قرار گرفتند. به این معنا که وجود حداقل دو روز متوالی در کنار هم که دمای کمینه هر کدام از این روزها، از آستانه ۱۰/۳- درجه سانتیگراد کمتر بوده، تشکیل یک ریزدوره را داده است. بر این اساس، ۷ ریز دوره مشخص گردید. ریزدوره‌های ۱، ۳، ۵ و ۷ هر کدام، دو روز متوالی تداوم داشتند. ریزدوره‌ی ۲ و ۶ هر کدام پنج روز متوالی و بالأخره ریزدوره‌ی ۴، شش روز متوالی تداوم داشته است. ریزدوره‌های مشخص شده، شدیدترین موج‌های سرمای را در دوره‌ی دو ماهه‌ی مورد مطالعه دارا هستند.

در این رابطه،  $\sum_{i=1}^{i=60} (T_{Daily \min_i} Zone)$  مجموع دماهای

کمینه‌ی روزانه‌ی استان برای دوره‌ی دو ماهه است.

۳- در این دوره، روزهایی که دمای کمینه‌ی آنها پایین‌تر از میانگین دمای کمینه دوره‌ی دو ماهه‌ی استان (یعنی همان آستانه دمایی  $\mu_{\min} for Period=10/3$ ) بود، مبنای تشکیل ریزدوره‌ها قرار گرفتند. به این معنا که وجود حداقل دو روز متوالی در کنار هم که دمای کمینه‌ی هر کدام از این روزها از ۱۰/۳- سانتیگراد کمتر بوده، تشکیل یک ریزدوره را داده است. حد متوسط دمای کمینه‌ی هر ریزدوره از رابطه‌ی (۳) محاسبه گردید تا ریزدوره‌ها از نظر دمای کمینه، بهتر با هم مقایسه شوند:

رابطه ۳:

$$\mu_{\min T} Smaller Periods = \sum_{i=1}^{i=n} (\min T_i) / n$$

در این رابطه:  $\sum_{i=1}^{i=n} (\min T_i)$  مجموع دماهای کمینه

روزانه‌ی هر ریزدوره و  $n$  تعداد روزهای ریزدوره است.

نیز معرف یک روز مورد نظر در ریزدوره است.

۴- داده‌های فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ماههای دی و بهمن ۱۳۸۳/۱۰/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۳۰ مطابق با ۲۱ دسامبر ۲۰۰۴ تا ۱۸ فوریه ۲۰۰۵ میلادی) به صورت روزانه در محدوده‌ی مورد مطالعه با دقت مکانی ۲/۵ درجه از طریق پایگاه NCEP/NCAR<sup>۱</sup> دریافت گردید. نقشه‌های فشار تراز دریا برای روزهای هر ریزدوره، به کمک نرم‌افزار Grads ترسیم گردید. به عبارتی برای تمامی روزهایی که در زیر مجموعه ریزدوره‌ها قرار دارند، نقشه‌های فشار تهیه گردید تا از این طریق وضعیت فشار و الگوهای اثرگذار بر موج سرمای فراگیر دی و بهمن ۱۳۸۳ اکتشاف گردد.

۵- داده‌های فشار روزانه‌ی تراز دریا در هر ریزدوره، معدل‌گیری و ترکیب شد و در نتیجه، الگوی غالب و

جدول ۲: مقادیر دماهای کمینه روزانه استان چهارمحال و بختیاری (دی و بهمن ۱۳۸۳ شمسی)

شماره ریز دوره	شماره ریز دوره	تاریخ	دمای کمینه	شماره ریز دوره	تاریخ	دمای کمینه
۵	-	۱ بهمن = ۲۰ ژانویه ۲۰۰۵	-۳/۶	-	۲۱ دسامبر ۲۰۰۴	-۳/۶
	-	۲ بهمن = ۲۱ ژانویه ۲۰۰۵	-۹/۵	-	۲۲ دسامبر ۲۰۰۴	-۹/۵
-	۱	۳ بهمن = ۲۲ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۰/۵	-	۲۳ دسامبر ۲۰۰۴	-۱۰/۵
-	-	۴ بهمن = ۲۳ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۰/۸	-	۲۴ دسامبر ۲۰۰۴	-۱۰/۸
-	-	۵ بهمن = ۲۴ ژانویه ۲۰۰۵	-۲/۸	-	۲۵ دسامبر ۲۰۰۴	-۲/۸
۶	-	۶ بهمن = ۲۵ ژانویه ۲۰۰۵	-۷/۳	-	۲۶ دسامبر ۲۰۰۴	-۷/۳
	-	۷ بهمن = ۲۶ ژانویه ۲۰۰۵	-۸/۳	-	۲۷ دسامبر ۲۰۰۴	-۸/۳
	-	۸ بهمن = ۲۷ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۴/۷	-	۲۸ دسامبر ۲۰۰۴	-۱۴/۷
	-	۹ بهمن = ۲۸ ژانویه ۲۰۰۵	-۲۰/۳	-	۲۹ دسامبر ۲۰۰۴	-۲۰/۳
	-	۱۰ بهمن = ۲۹ ژانویه ۲۰۰۵	-۲۱/۶	-	۳۰ دسامبر ۲۰۰۴	-۲۱/۶
-	-	۱۱ بهمن = ۳۰ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۴/۳	-	۳۱ دسامبر ۲۰۰۴	-۱۴/۳
-	-	۱۲ بهمن = ۳۱ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۱/۱	-	۱ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۱/۱
-	-	۱۳ بهمن = ۱ فوریه ۲۰۰۵	-۹/۵	-	۲ ژانویه ۲۰۰۵	-۹/۵
-	-	۱۴ بهمن = ۲ فوریه ۲۰۰۵	-۲/۱	-	۳ ژانویه ۲۰۰۵	-۲/۱
-	-	۱۵ بهمن = ۳ فوریه ۲۰۰۵	-۴/۱	-	۴ ژانویه ۲۰۰۵	-۴/۱
-	-	۱۶ بهمن = ۴ فوریه ۲۰۰۵	-۱۱/۲	-	۵ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۱/۲
-	-	۱۷ بهمن = ۵ فوریه ۲۰۰۵	-۰/۹	-	۶ ژانویه ۲۰۰۵	-۰/۹
-	-	۱۸ بهمن = ۶ فوریه ۲۰۰۵	-۹/۱	-	۷ ژانویه ۲۰۰۵	-۹/۱
-	۳	۱۹ بهمن = ۷ فوریه ۲۰۰۵	-۱/۵	-	۸ ژانویه ۲۰۰۵	-۱/۵
-	-	۲۰ بهمن = ۸ فوریه ۲۰۰۵	-۱۶/۱	-	۹ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۶/۱
-	-	۲۱ بهمن = ۹ فوریه ۲۰۰۵	-۷/۱	-	۱۰ ژانویه ۲۰۰۵	-۷/۱
۷	-	۲۲ بهمن = ۱۰ فوریه ۲۰۰۵	-۷/۱	-	۱۱ ژانویه ۲۰۰۵	-۷/۱
	-	۲۳ بهمن = ۱۱ فوریه ۲۰۰۵	-۱۱/۶	-	۱۲ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۱/۶
	-	۲۴ بهمن = ۱۲ فوریه ۲۰۰۵	-۲۰/۵	-	۱۳ ژانویه ۲۰۰۵	-۲۰/۵
	-	۲۵ بهمن = ۱۳ فوریه ۲۰۰۵	-۲۱/۱	-	۱۴ ژانویه ۲۰۰۵	-۲۱/۱
	-	۲۶ بهمن = ۱۴ فوریه ۲۰۰۵	-۲۱/۲	-	۱۵ ژانویه ۲۰۰۵	-۲۱/۲
	-	۲۷ بهمن = ۱۵ فوریه ۲۰۰۵	-۲۰/۳	-	۱۶ ژانویه ۲۰۰۵	-۲۰/۳
	-	۲۸ بهمن = ۱۶ فوریه ۲۰۰۵	-۱۹/۴	-	۱۷ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۹/۴
	-	۲۹ بهمن = ۱۷ فوریه ۲۰۰۵	-۷/۶	-	۱۸ ژانویه ۲۰۰۵	-۷/۶
-	-	۳۰ بهمن = ۱۸ فوریه ۲۰۰۵	-۳/۳	-	۱۹ ژانویه ۲۰۰۵	-۳/۳

نکته: روزهایی که با خط تیره (-) مشخص شده‌اند به دو دلیل در محدوده‌ی ریزدوره‌ها قرار نگرفته‌اند. یا دمای کمینه آن روز بالاتر از آستانه ۱۰/۳- درجه سانتیگراد بوده و یا توالی حداقل دو روزه نداشته‌اند. مأخذ: نگارندگان

در ریزدوره‌ی دوم است. این وضعیت نشان‌دهنده‌ی شدت موج سرمای وارده به منطقه و نادر بودن آن در این ریز دوره‌هاست. وضعیت حد متوسط دمای کمینه‌ی ریزدوره‌های مذکور که همگی پایین‌تر از میانگین دمای کمینه دوره‌ی دو ماهه‌ی استان (یعنی کمتر از آستانه ۱۰/۳- درجه سانتیگراد) است، مؤید شدت موج‌های سرمای وارد به منطقه می‌باشد.

جدول (۳)، متوسط دمای کمینه هر ریزدوره و همچنین ایستگاههایی که پایین‌ترین و بالاترین دمای ثبت شده را در هر ریزدوره داشتند، نشان می‌دهد. همانطور که جدول (۳) نشان می‌دهد، در دوره‌ی دوم‌ماهه مورد مطالعه، هفت ریزدوره با شدیدترین موج‌های سرمای بر استان چهارمحال و بختیاری حاکم بوده است. به‌عنوان مثال پایین‌ترین دمای ثبت‌شده (۳۲/۴- درجه سانتیگراد) مربوط به ایستگاه شهرکرد

جدول ۳: حد بالا، متوسط و پایین دمای کمینه در هر ریز دوره

شماره ریزدوره	محدوده‌ی زمانی ریزدوره	حد متوسط دمای کمینه ریزدوره‌ها	حد پایین دمای کمینه		حد بالای دمای کمینه	
			دما	در ایستگاه	دما	در ایستگاه
اول	۲۳ تا ۲۴ دسامبر ۲۰۰۴	-۱۰٫۷	-۱۶/۶	بلداجی	-۳/۶	لردگان
دوم	۲۸ دسامبر ۲۰۰۴ تا یکم ژانویه ۲۰۰۵	-۱۶٫۴	-۳۲/۴	شهرکرد	-۲/۶	لردگان
سوم	۸ تا ۹ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۵٫۶	-۲۲/۴	بلداجی	-۳/۶	لردگان
چهارم	۱۲ تا ۱۷ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۹	-۳۰/۴	شهرکرد	-۳/۴	لردگان
پنجم	۲۰ تا ۲۱ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۱٫۸	-۱۸/۴	شهرکرد	-۲/۴	لردگان
ششم	۲۵ تا ۲۹ ژانویه ۲۰۰۵	-۱۶٫۷	-۲۸/۴	شهرکرد	-۴/۸	لردگان
هفتم	۱۰ تا ۱۱ فوریه ۲۰۰۵	-۱۲٫۱	-۱۷	شهرکرد	-۷/۸	لردگان

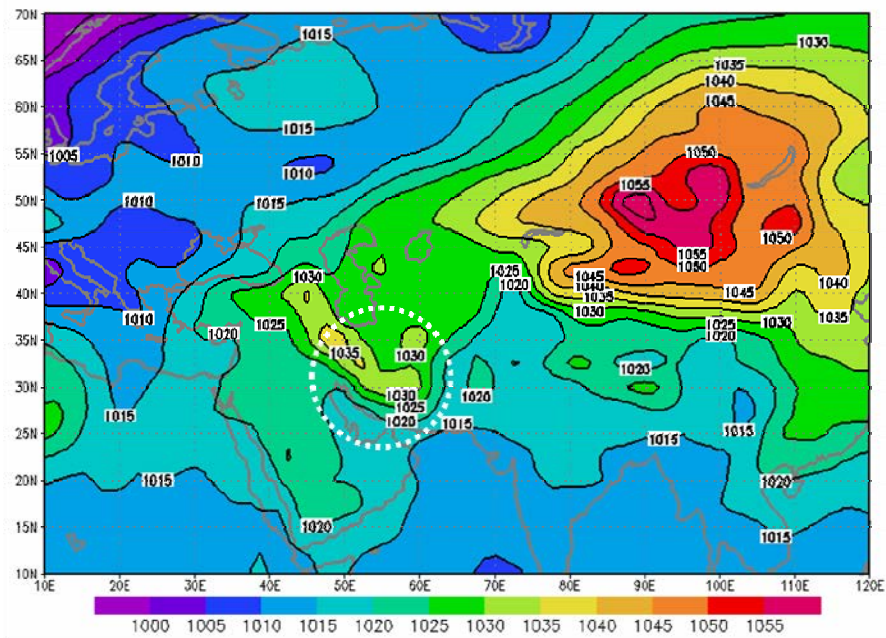
مأخذ: نگارندگان

۱۰۳۰ هکتوپاسکال و بر اساس جدول (۲)، متوسط دمای کمینه منطقه ۲۰/۲- درجه سانتیگراد است. این در حالی است که در روزهای با دمای نسبتاً بالاتر (گرم‌تر) و خارج از محدوده ریزدوره‌ها، حاکمیت CP بر روی منطقه بسیار کم شده است. شکل (۳) نمونه‌ای از وضعیت توزیع فشار یک روز گرم‌تر (که خارج از محدوده‌ی زمانی ریزدوره‌هاست) را در سطح منطقه نشان می‌دهد. در این روز، فشار بر روی منطقه (استان چهارمحال و بختیاری) بین ۱۰۱۰ تا ۱۰۱۵ هکتوپاسکال و بر اساس جدول (۲)، متوسط دمای کمینه منطقه در این روز ۱/۲- درجه سانتیگراد است (مقایسه شکل‌های ۲ و ۳).

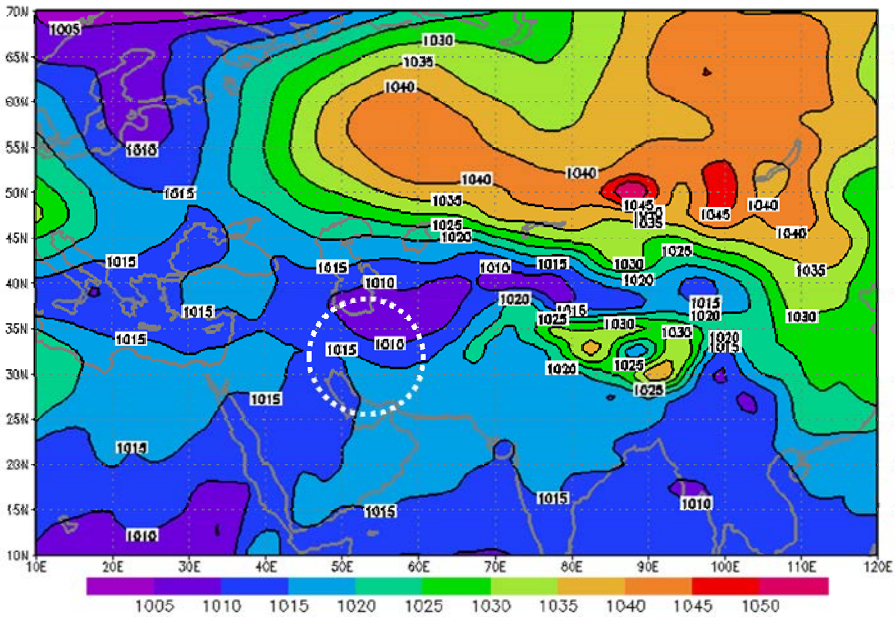
با ترسیم نقشه‌های فشار تراز دریا برای روزهای هر ریزدوره، مشاهده شد که در تمامی این روزها، الگوی CP با فشار مرکزی بسیار بالا که گاهی به ۱۰۵۵ هکتوپاسکال هم می‌رسید، نفوذش را بر ایران و منطقه‌ی مورد مطالعه از طریق پربندهای خود، توسعه داده است. در برخی از ریزدوره‌ها، گاهی زبانه‌ی این پرفشار به شمال آفریقا و حتی تمام سرزمین عربستان نیز رسیده است (شکل ۲).

شکل (۲)، نفوذ و حاکمیت الگوی CP را بر منطقه‌ی مورد مطالعه به خوبی نشان می‌دهد. همانطور که منحنی‌های فشار نشان می‌دهد، مقدار فشار بر روی منطقه (استان چهارمحال و بختیاری) بین ۱۰۲۵ تا

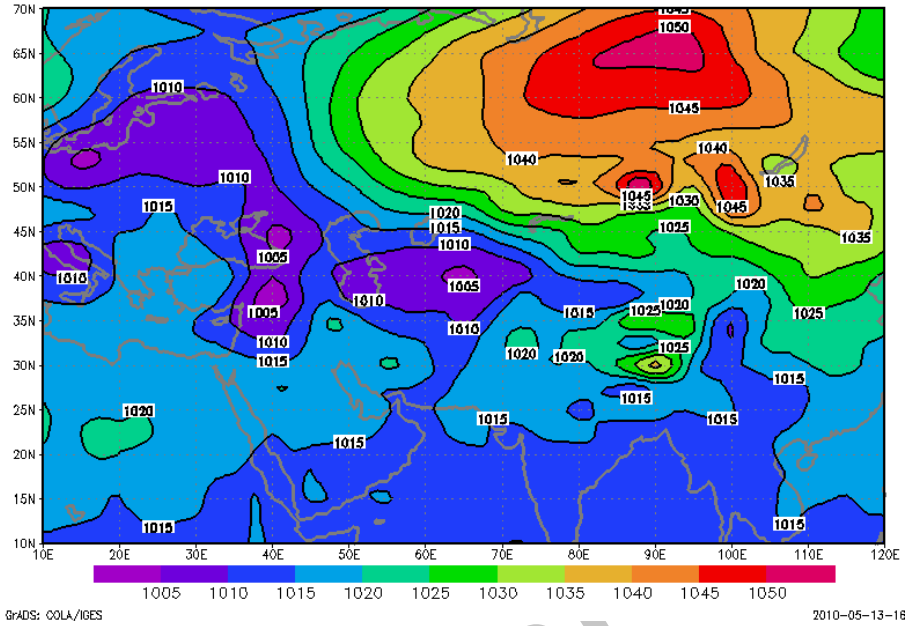




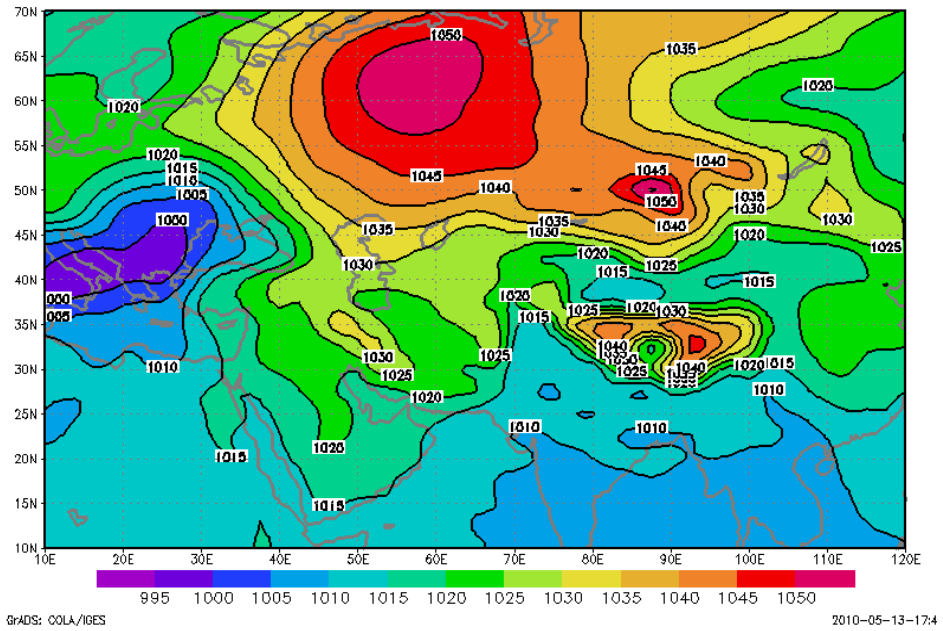
شکل ۲: توزیع فشار تراز دریا در روز دوم ریز دوره‌ی دوم (۲۹ دسامبر ۲۰۰۴)  
 مأخذ: نگارندگان



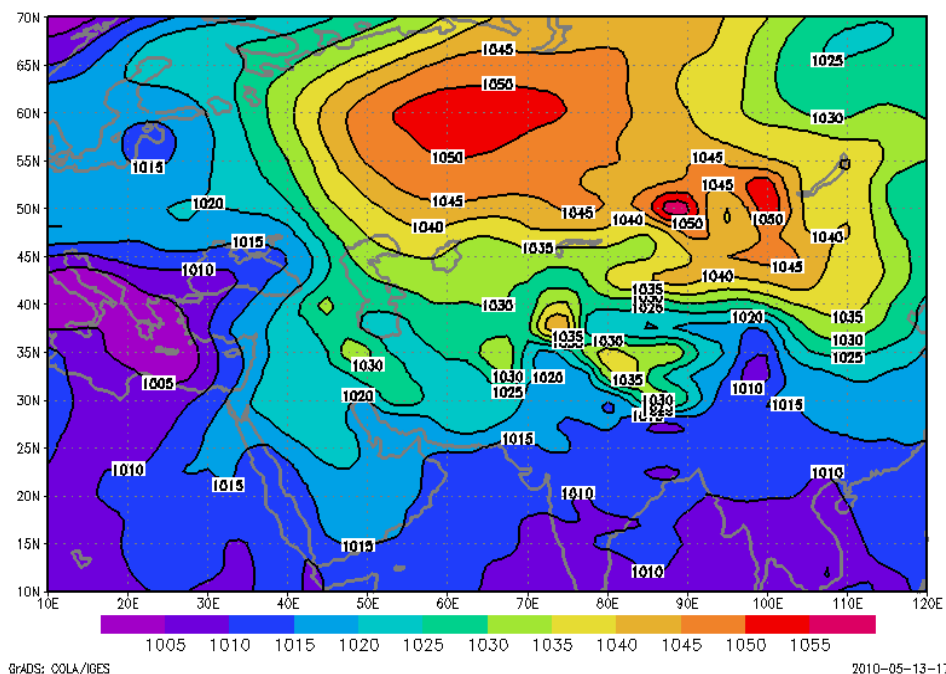
شکل ۳: توزیع فشار تراز دریا در یک روز عادی با دمای نسبتاً بالاتر (۲ فوریه ۲۰۰۵)  
 مأخذ: نگارندگان



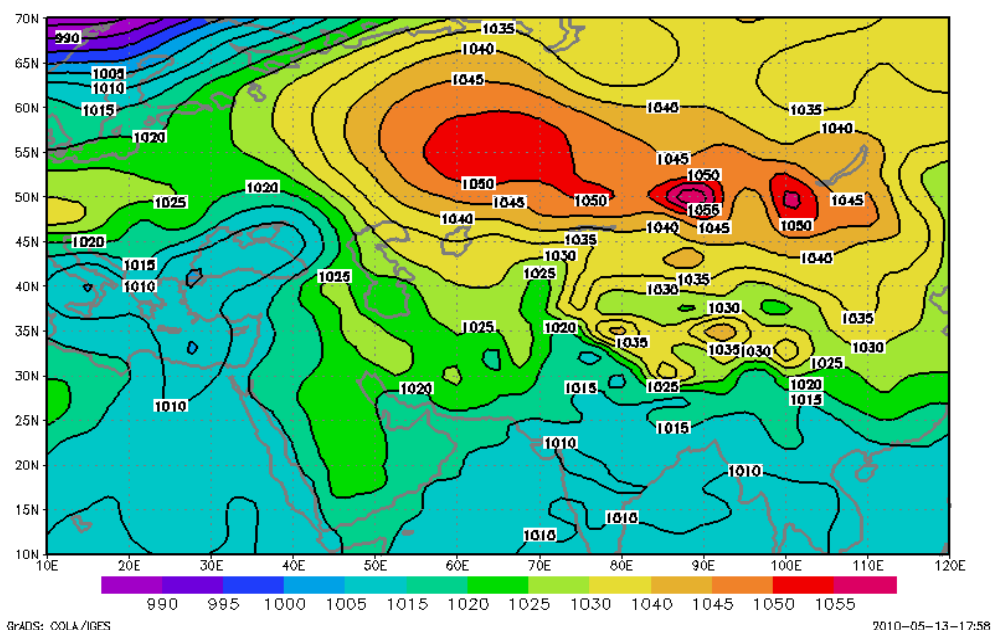
شکل ۴ الف: ۲۴ ژانویه ۲۰۰۵



شکل ۴ ب: ۲۷ ژانویه ۲۰۰۵



شکل ۴ ج: ۲۹ ژانویه ۲۰۰۵



شکل ۴ د: ۳۰ ژانویه ۲۰۰۵

مجموعه شکل ۴: مراحل جابجایی شرقی - غربی هسته پرفشار سیبری در طول ریزدوره‌ی ششم  
 مأخذ: نگارندگان

شمال غرب تشدید می‌شود. این ریزدوره، در حقیقت آغاز دوره‌ی سرمای فراگیر مورد مطالعه است. به همین دلیل است که متوسط دمای کمینه این ریزدوره از متوسط دمای کمینه ریزدوره‌های بعدی کمتر است.

شکل (۵-ب) نشان می‌دهد در ریز دوره‌ی دوم، ایران در زیر یال شرقی یک فراز عمیق قرار گرفته که نتیجه‌ی آن نفوذ سرمای شدید عرض‌های جغرافیایی بالا به سمت ایران بوده است. این ریزدوره یکی از شدیدترین سرماهای دوره‌ی مورد مطالعه می‌باشد که متوسط دمای کمینه‌ی آن  $16/4$ - درجه سانتیگراد بوده است. بنابراین موقعیت محور فراز و تغییرات دما در آن می‌تواند به عنوان عامل اصلی تضعیف و تشدید سرما و تشکیل دوره‌هایی با دمای کمینه‌ی متفاوت باشد.

شکل (۵-ج) نشان می‌دهد در زیر دوره‌ی سوم، جریان باد بر روی ایران، مداری است که حاکی از تفاوت شدید دما در امتداد نصف‌النهارات می‌باشد. بنابراین در این ریزدوره نیز سرمای شدید عرض‌های جغرافیایی بالا از طریق وزش مداری بادهای غربی، به ایران می‌رسد. این ریزدوره نیز با متوسط دمای کمینه  $15/6$ - درجه سانتیگراد نیز، یکی از سردترین ریزدوره‌های مورد مطالعه است. شکل (۵-د) نشان می‌دهد در ریزدوره‌ی چهارم با متوسط دمای کمینه  $19$ - درجه سانتیگراد، فراز تقریباً عمیقی بر نواحی غربی ایران حاکم شده است. در این هنگام آرایش پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو بر روی مناطق غربی ایران، شمال غربی- جنوب شرقی است. وجود این گونه آرایش‌ها در تراز میانی جو که سبب ریزش هوای سرد از عرض‌های بالاتر می‌گردد، به همراه تغییر مکان هسته پرفشار سیبری به سمت غرب و گسترش آن بر روی غرب ایران (مجموعه شکل ۴)، سبب ایجاد یک ریزدوره بسیار سرد در منطقه‌ی مورد مطالعه گردیده است. شکل (۵-ل) نشان می‌دهد در

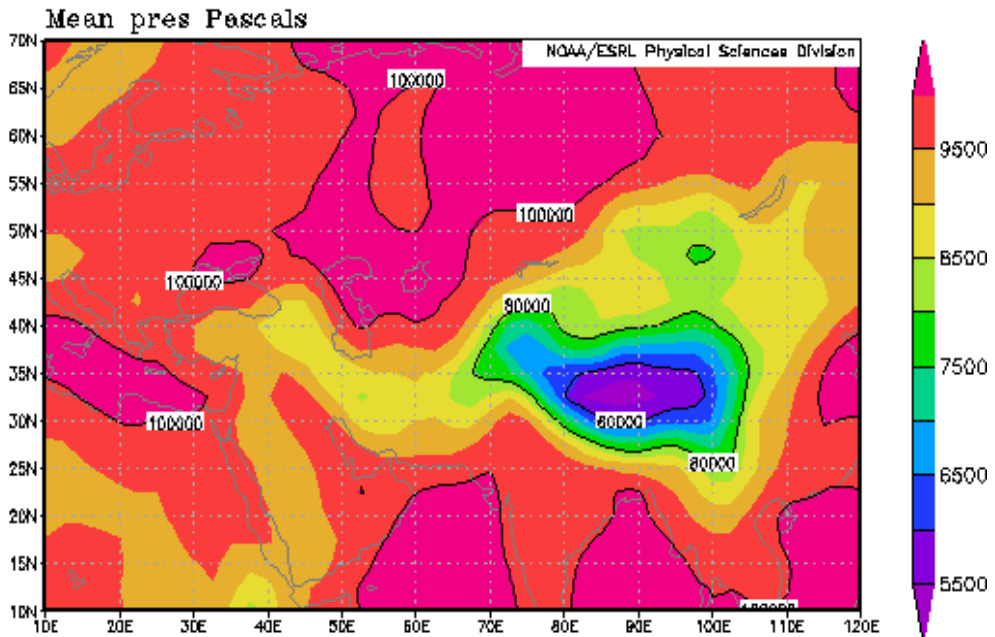
نکته‌ی جالب توجه دیگر، جابجایی مرکز پرفشار سیبری از شرق به غرب در طول ریزدوره‌هاست. همانطور که در شکل‌های (۴ الف، ب، ج، د) دیده می‌شود، مرکز پرفشار سیبری همزمان با گسترش نفوذ خود بر عرض‌های جنوبی، تا حدود  $50$  درجه طول شرقی (یعنی دقیقاً در امتداد شمال جغرافیایی ایران) نیز، جابجایی داشته است. در اوج این وضعیت که مقارن با  $29-25$  ژانویه  $2005$  است، ششمین ریزدوره موج سرمای (با متوسط دمای کمینه  $16/7$ - درجه سانتیگراد) در منطقه‌ی مورد مطالعه شکل گرفته است. همانطور که شکل (۴) نشان می‌دهد، هسته‌ی مرکزی پرفشار سیبری با فشار مرکزی  $1050$  هکتوپاسکال، یک روز قبل از آغاز ریزدوره ششم یعنی  $24$  ژانویه  $2005$  در امتداد طول جغرافیایی  $90$  درجه شرقی مستقر است (شکل ۴ الف). با گذشت دو روز از ریزدوره ششم، هسته‌ی مرکزی پرفشار سیبری با حفظ فشار مرکزی  $1050$  هکتوپاسکال در  $27$  ژانویه، تا امتداد طول جغرافیایی  $50$  درجه شرقی، جابجا شده است؛ یعنی درست در امتداد شمال جغرافیایی ایران قرار گرفته است (شکل ۴ ب). این وضعیت در روزهای نیمه دوم ریزدوره ششم یعنی  $28$  و  $29$  و حتی تا یک روز بعد یعنی  $30$  ژانویه نیز با کمی عقب‌نشینی همچنان تداوم دارد (شکل ۴ ج و ۴ د). نقشه‌های میانگین فشار تراز دریا و همچنین نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو برای هر ریزدوره نیز به منظور تحلیل همدید موج‌های سرمای منطقه، ترسیم گردید (شکل ۵).

شکل (۵-الف) نشان می‌دهد در ریزدوره اول، محدوده‌ی ایران و بخصوص غرب آن در زیر محور فراز قرار داشته و به تناسب همین شرایط در سطح زمین نیز الگوی فشار زیاد سیبری حاکم بوده که مناطق غرب و شمال غرب ایران را در بر گرفته است. نفوذ زبانه‌ی پرفشار سیبری در این ریزدوره از شمال غرب ایران به وسیله‌ی تأثیر ناهم‌واری‌ها در غرب و

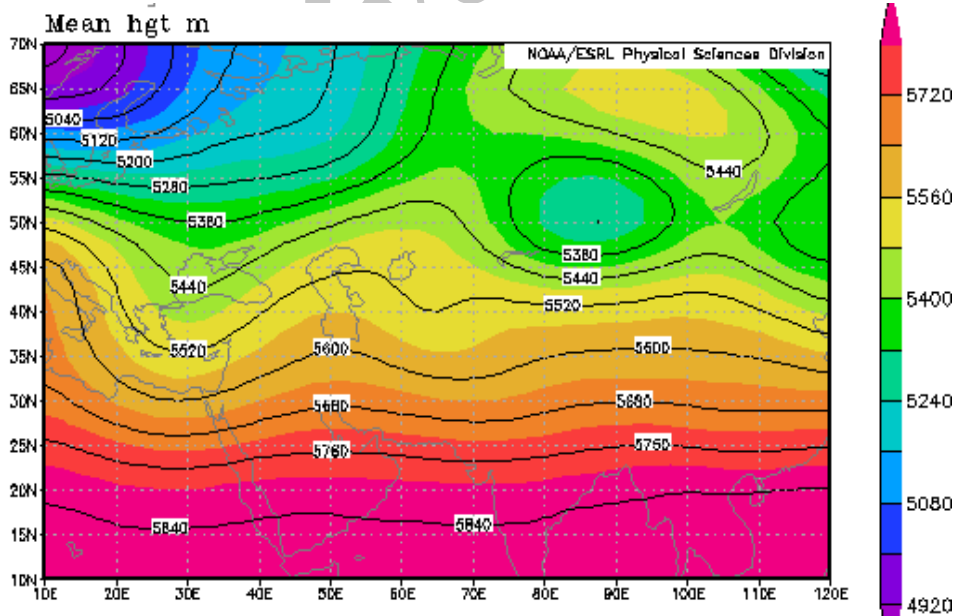
شکل (۵- ن) نشان می‌دهد در طول ریزدوره‌ی هفتم با متوسط دمای کمینه ۱۲/۱- سانتیگراد به عنوان دوره‌ای نسبتاً سرد، بر روی مناطق شمال غرب ایران یک فراز مانع در تراز میانی جو شکل گرفته و سبب گردیده که در این تراز، بادهای غربی دو شاخه شوند. جریان شمالی بادهای غربی، از مناطق بالای دریاچه مازندران عبور می‌نماید و تأثیری در ایران نمی‌گذارد. اما شاخه‌ی جنوبی آن از روی ایران عبور نموده و سبب گرم‌تر شدن دمای مناطق تحت تسلط خود می‌گردد. جریان بادهای غربی نیز در این روز بر روی مناطق مورد مطالعه بیشتر آرایش مداری دارد و از آنجا که این جریان‌ها از مناطق جنوبی‌تر عبور نموده و پس از فراز مانع بر روی ایران رسیده‌اند، دمای آنها تعدیل یافته است.

در تمامی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو در مجموعه شکل (۵)، همزمان با نفوذ و گسترش زبانه پرفشار سیبری بر روی منطقه‌ی مورد مطالعه، در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو نیز فرازهایی حداکثر تا ارتفاع ۵۸۰۰ متر تشکیل شده که ریزش هوای بسیار سرد به منطقه را در امتداد شرقی این فرازها، توجیه می‌کند.

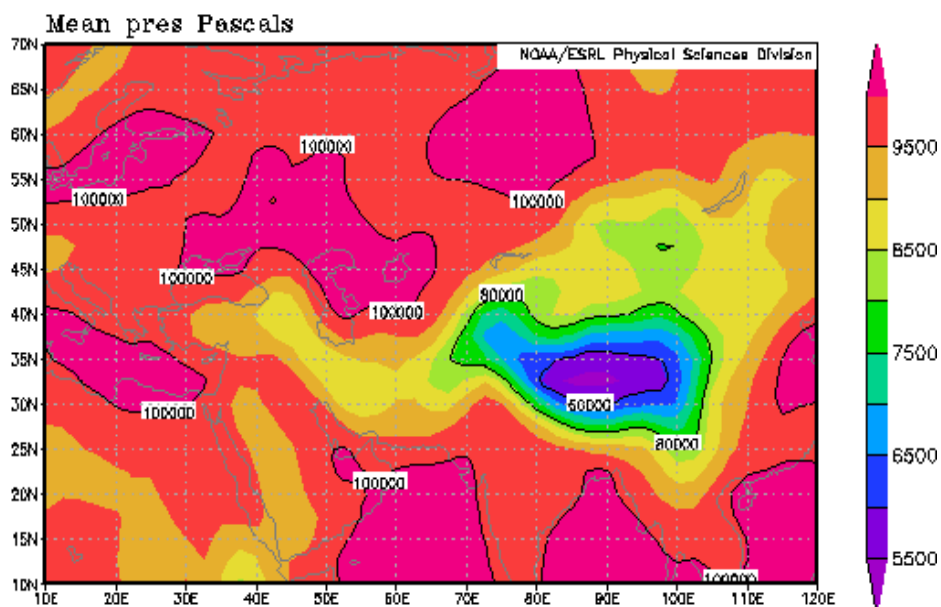
ریزدوره‌ی پنجم با متوسط دمای کمینه ۱۱/۸- درجه سانتیگراد، فراز عمیقی بر روی ایران شکل گرفته که محور آن دقیقاً بر شمال غرب و غرب ایران مستقر است. آنچه که سبب تضعیف اثر پرفشار سیبری، علیرغم گسترش و نفوذ زبانه‌های آن بر روی ایران می‌گردد، قرارگیری محور فراز بر روی منطقه بوده که جریان بادهای غربی بلافاصله بعد از فراز، آرایش‌مداری به خود گرفته و این توجیهی بر گرم‌تر بودن این دوره می‌باشد. شکل (۵- م) نشان می‌دهد در ریزدوره‌ی ششم، جریان بادهای غربی، حالت نصف‌النهاری داشته و به همین خاطر فراز بریده‌ای در شمال جریان اصلی بادهای غربی در حال شکل‌گیری است و بنابراین فرود عمیقی بر روی ایران شکل گرفته که مناطق غربی ایران در زیر قسمت غربی این فرود واقع شده است. آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی غرب ایران، شمالی- جنوبی بوده که سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به مناطق غرب ایران می‌گردد. بنابراین سرد بودن این دوره با متوسط دمای کمینه ۱۶/۷- درجه سانتیگراد را نیز می‌توان با نحوه‌ی قرارگیری محور فراز و فرود بر روی ایران و دامنه آنها توجیه نمود.



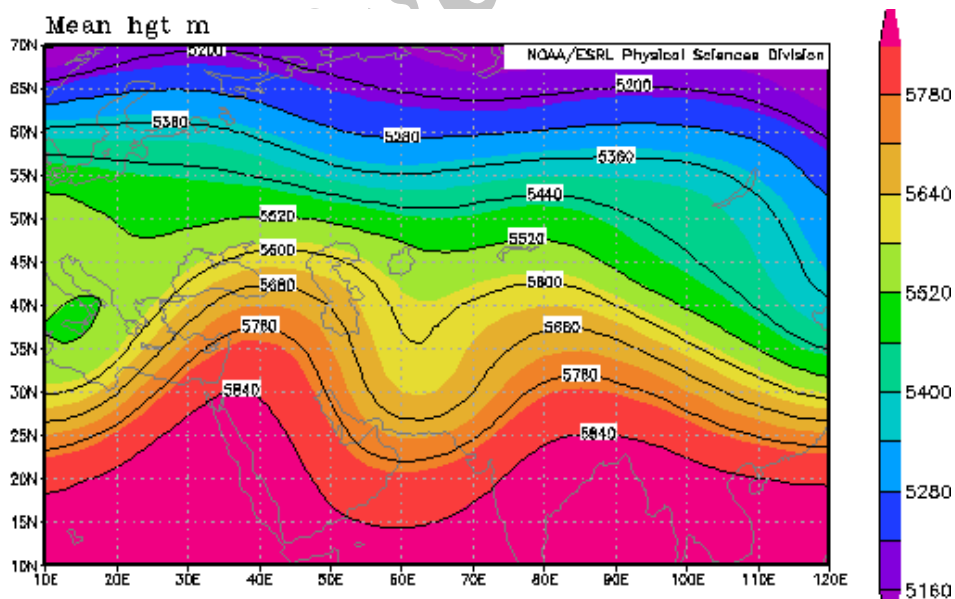
شکل (۵-الف-۱): نقشه‌ی میانگین توزیع فشار تراز دریا برای ریز دوره‌ی اول



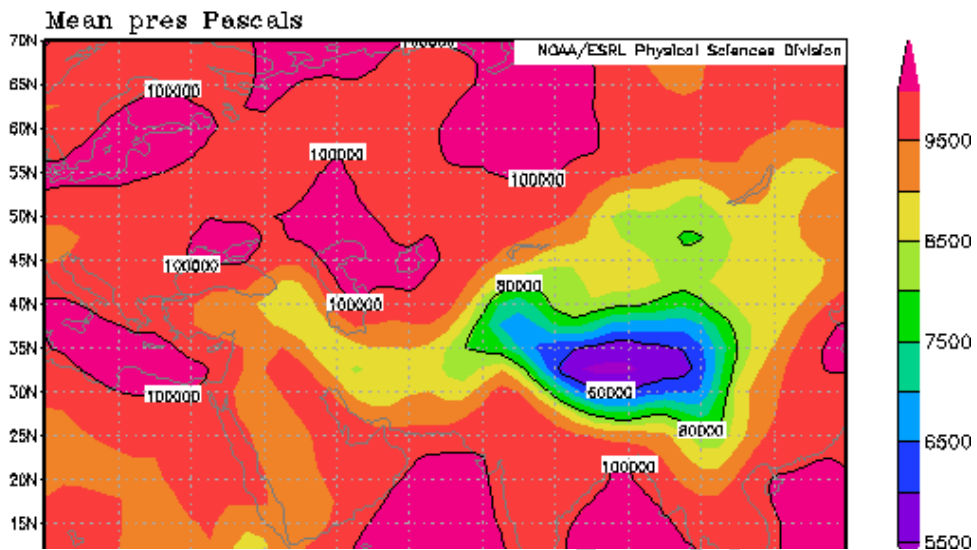
شکل (۵-الف-۲): نقشه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ریز دوره‌ی اول



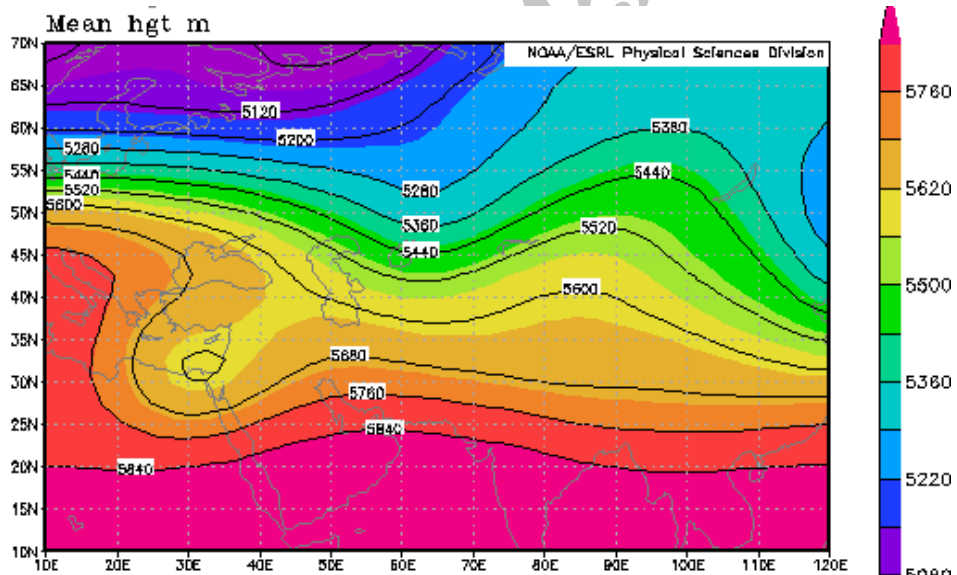
شکل (۵-ب-۱): نقشه‌ی میانگین توزیع فشار تراز دریا برای ریز دوره‌ی دوم



شکل (۵-ب-۲): نقشه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ریز دوره‌ی دوم

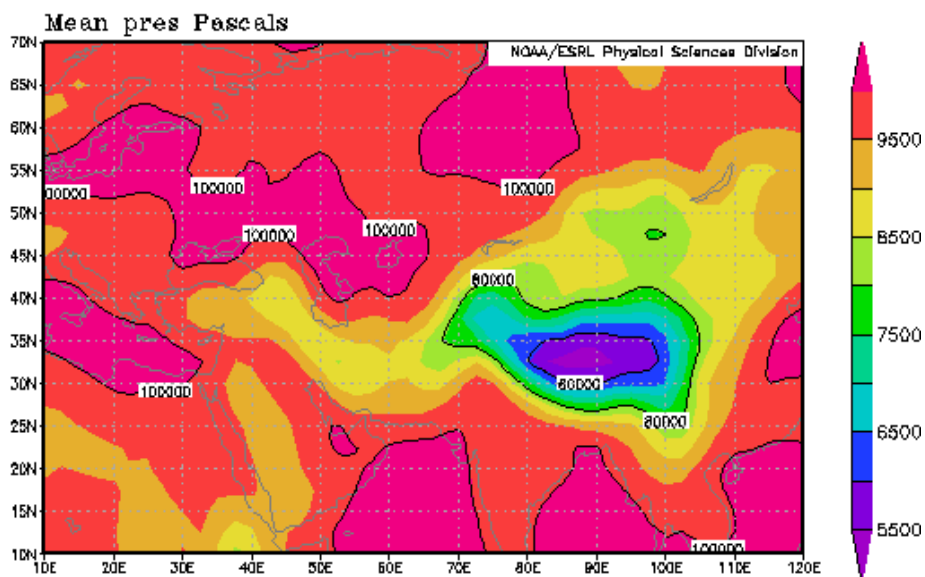


شکل (۵-ج-۱): نقشه‌ی میانگین توزیع فشار تراز دریا برای ریز دوره‌ی سوم

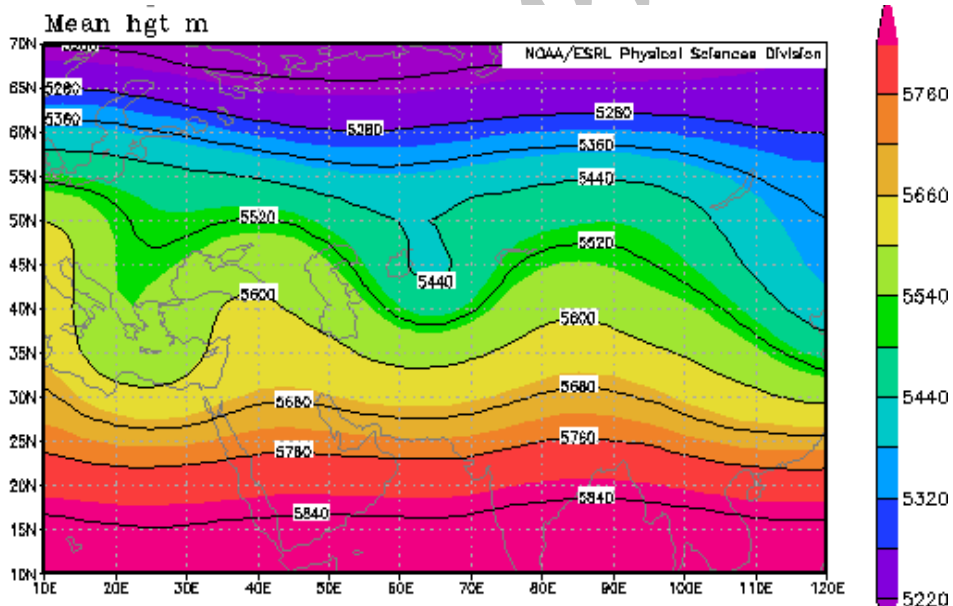


شکل (۵-ج-۲): نقشه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ریز دوره‌ی سوم

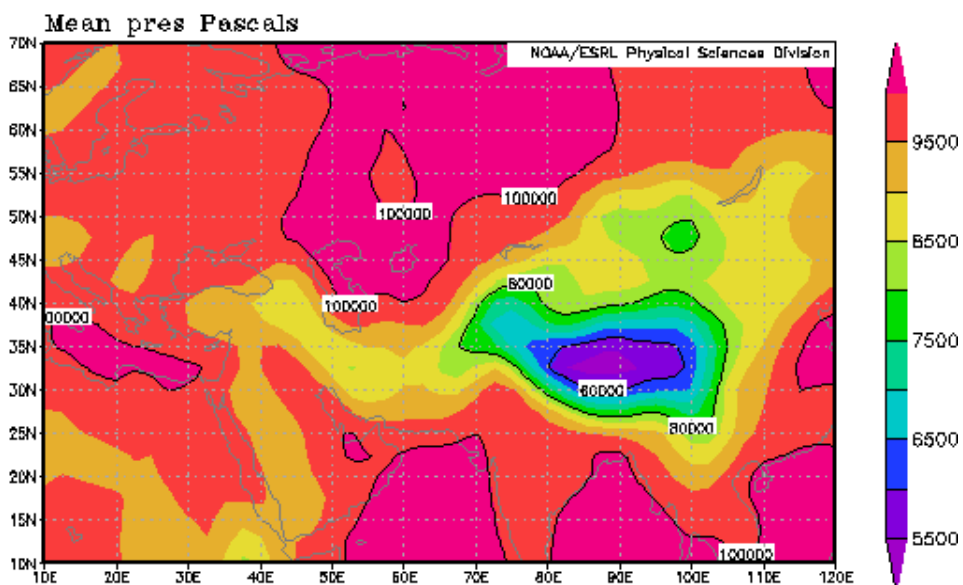




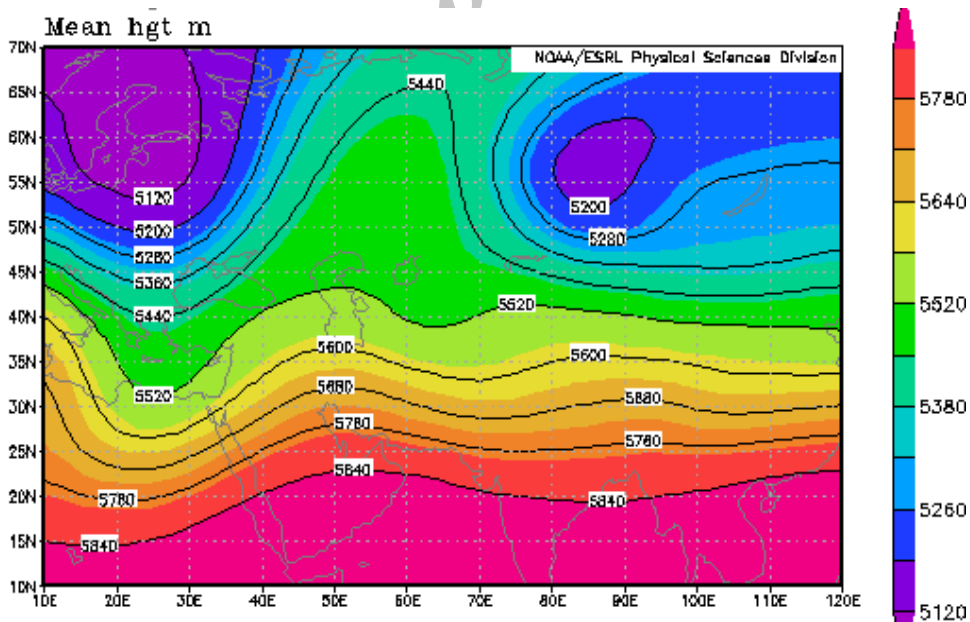
شکل (۵-۵-۱): نقشه‌ی میانگین توزیع فشار تراز دریا برای ریز دوره‌ی چهارم



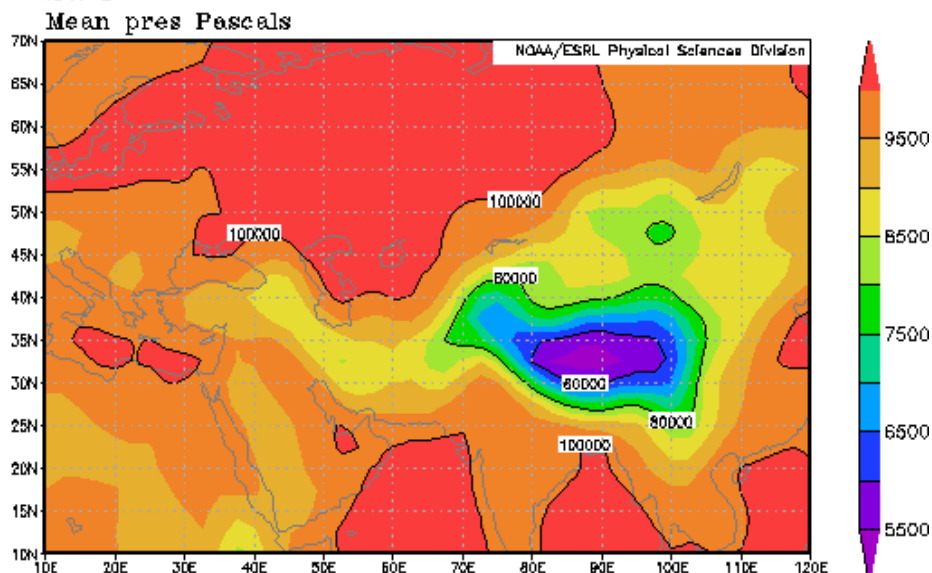
شکل (۵-۵-۲): نقشه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ریز دوره‌ی چهارم



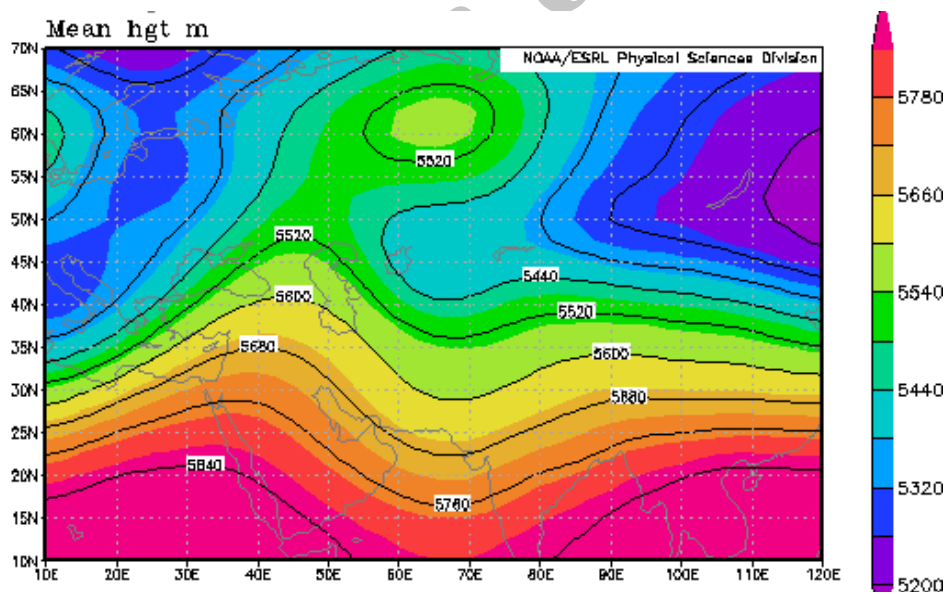
شکل (۵-ل-۱): نقشه‌ی میانگین توزیع فشار تراز دریا برای ریز دوره‌ی پنجم



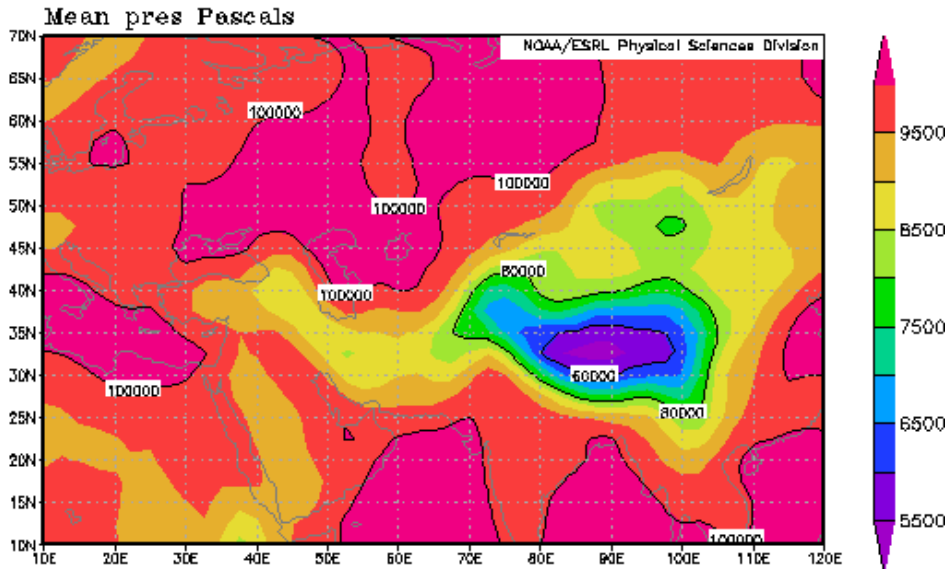
شکل (۵-ل-۲): نقشه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ریز دوره‌ی پنجم



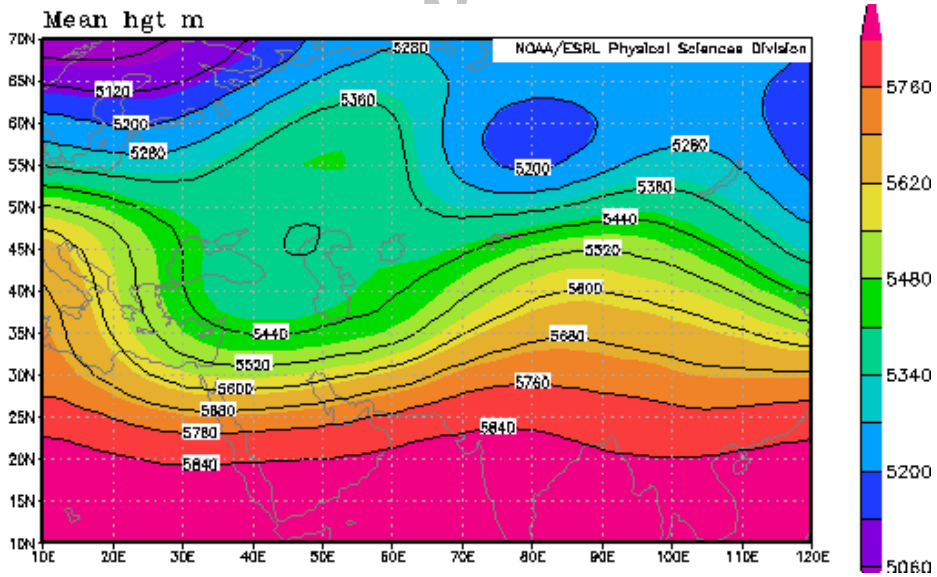
شکل (۵-م-۱): نقشه‌ی میانگین توزیع فشار تراز دریا برای ریز دوره‌ی ششم



شکل (۵-م-۲): نقشه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ریز دوره‌ی ششم



شکل (۵-ن-۱): نقشه‌ی میانگین توزیع فشار تراز دریا برای ریز دوره‌ی هفتم



شکل (۵-ن-۲): نقشه‌ی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ریز دوره‌ی هفتم

مجموعه شکل ۵: نقشه‌های میانگین توزیع فشار تراز دریا و نقشه‌های میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای هفت ریز دوره

مأخذ: نگارندگان

## نتیجه

در اقلیم‌شناسی همید با تکیه بر اصل پذیرفته شده تبیین و تحلیل تغییرات شرایط محیطی سطح زمین از روی تغییرات الگوهای فشار، می‌توان بیشتر پدیده‌های اقلیمی سطح زمین را تبیین، تحلیل و پیش‌بینی نمود. از مهمترین پدیده‌های اقلیمی می‌توان به موج‌های سرمای شدید اشاره نمود. سرمای شدید و نادر دی و بهمن سال ۱۳۸۳ شمسی که بخش‌های وسیعی از کشور ایران را فرا گرفته بود، از آن جمله است. به منظور تبیین و تحلیل همید این موج سرمای فراگیر در ایران، دمای کمینه ایستگاه‌های محدوده استان چهارمحال و بختیاری، به عنوان نمونه انتخاب شد و سپس از داده‌های فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو جهت تحلیل همید این رویداد استفاده گردید.

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد الگوی سطحی حاکم بر وضعیت موج سرمای دی و بهمن‌ماه ۱۳۸۳ الگوی پرفشار سیبری است. در این دوره، هسته‌ی پرفشار سیبری ضمن یک جابجایی شرقی- غربی، زبانه‌های خود را به سمت عرض‌های پایین و منطقه‌ی مورد مطالعه هدایت نموده و ۷ موج سرمای شدید و نادر را برای این منطقه به ارمغان آورده است. در این پژوهش از این موج‌های سرمای با نام ریزدوره یاد شده است. ریزدوره‌های ۱، ۳، ۵ و ۷ هرکدام، دو روز متوالی تداوم داشتند. ریزه‌دوره ۲ و ۶ هر کدام پنج روز متوالی و بالآخره ریزدوره ۴، شش روز متوالی تداوم داشته است (مجموعه شکل ۵).

در تمامی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو در مجموعه شکل (۵)، همزمان با نفوذ و گسترش زبانه پرفشار سیبری بر روی منطقه‌ی مورد مطالعه، فرازهایی حداکثر تا ارتفاع ۵۸۰۰ متر تشکیل شده که ریزش هوای بسیار سرد به منطقه را در امتداد شرقی این فرازها، توجیه می‌کند.

مقایسه‌ی نقشه‌های فشار تراز دریای ریزدوره‌ها به صورت متوالی نشان داده، مرکز پرفشار سیبری همزمان با گسترش نفوذ خود بر عرض‌های جنوبی، تا حدود ۵۰ درجه طول شرقی (یعنی دقیقاً در امتداد شمال جغرافیایی ایران) نیز جابجایی داشته است. در اوج این وضعیت که مقارن با ۲۹-۲۵ ژانویه ۲۰۰۵ است، ششمین ریزدوره موج سرمای (با میانگین دمایی ۱۶/۷- درجه سانتیگراد) در منطقه‌ی مورد مطالعه شکل گرفته است. نتیجه آنکه در محدوده‌ی زمانی ۱۳۸۳/۱۰/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۳۰ مطابق با ۲۱ دسامبر ۲۰۰۴ تا ۱۸ فوریه ۲۰۰۵ میلادی، پرفشار سیبری با جابجایی مرکز خود به سمت غرب تا امتداد شمال جغرافیایی ایران و همچنین با تقویت و گسیل پربندهای خود به سمت عرض‌های جنوبی، یک موج سرمای بسیار شدید را به منطقه‌ی مورد مطالعه تحمیل نمود که آثار آن به صورت افت شدید دماهای کمینه در پهنه‌ی منطقه آشکار شده است. در ریزدوره‌هایی که حاکمیت پرفشار سیبری با مداری شدن جریان بادهای غربی هماهنگ شده، شدیدترین موج‌های سرمای را در منطقه ایجاد کرده است.

## منابع

- ۱- براتی، غلامرضا (۱۳۷۵). طراحی و پیش‌بینی الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های بهاره در ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی (به راهنمایی: دکتر بهلول علیجانی). دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- ۲- بهیار، محمدباقر (۱۳۸۲). بررسی پدیده‌های سرمازدگی استان چهارمحال و بختیاری از دیدگاه همیدی-دینامیکی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۶۹.
- ۳- خوشحال دستجردی، جواد؛ حجت‌الله یزدان‌پناه؛ خداکرم حاتمی؛ بهمن بیگلو (۱۳۸۸). شناسایی الگوهای گردشی پدیده یخبندان با کاربرد تحلیل مؤلفه‌های مبنا و تحلیل خوشه‌ای- مطالعه موردی: استان فارس، فصلنامه جغرافیای طبیعی. سال اول. شماره ۴.

- 15- Chen, D. and Hellstrom (1999). The influence of the North Atlantic Oscillation on the regional temperature variability in Sweden: spatial and temporal variations. *Tellus* 51 A (4).
- 16- Ding, Y and Krishnamurti, T.N (1987). Heat budget of the Siberian high and winter monsoon, *Monthly weather Review*, vol; 115.
- 17- Gabriela, M and A.Tercio (2007). Dynamics of Wave Propagation Leading to Frost in the Extratropical Latitude Versus Tropical Latitude, Department of de Ciencias Atmosferics, University of Sao Paulo, No 67.
- 18- Kiristi, J., Stefan Fronzeki, Heikki Tuomenvirta, Timothy R. Carter and Kimmo Ruosteenoja (2007). Changes In Frost, Snow and Baltic Sea ice by the end of the twenty-first century based on climate model projections for Europe, Springer Netherlands..
- 19- Meehl, A, C.Tebaldi and D. Nychka (2004). Changes in frost days in simulations of twenty-first century climate, *Climate Dynamics Journal*, Springer Berlin/ Heidelberg, 495-511.
- 20- Miazaki, Y (1998). The Relationship between Tropical Convection and Winter Weather over Japan. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 67.
- 21- Smolinski, K. K and July (2004). Interrelationship among Large Scale Atmospheric Circulation Regimes and Surface Temperature Anomalies in the North American Arctic. A Thesis Presented to the Academic Faculty. School of Earth and Atmospheric Sciences.
- 22- Takahashi, H (1990). Migration of the cold air mass related to rain belt formation of the Chinese continent and atmospheric circulation system during the baiu season (in Japanese), *geographic review of Japan*, jeries A, 64 (10).
- 23- Vithkevich, V. I (1963). *Agricultural Meteorology*. Jerusalem (Mpnson).
- 24- Wolfgang, Buerman, Benjamin Lintner and Celine Bonfils (2004). A Wintertime Arctic Oscillation Signature on Early Season Indian Ocean Monsoon Intensity. [www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov)
- ۴- عزیزی، قاسم (۱۳۸۳). ارزیابی سینوپتیکی یخبندان- های فراگیر بهاری در نیمه غربی ایران، *مجله مدرس*. شماره ۸ (۱) و شماره پیاپی ۳۲.
- ۵- عزیزی، قاسم؛ علی حنفی؛ محسن سلطانی؛ موسی آقاجانی (۱۳۹۰). تحلیل سینوپتیکی یخبندان شدید دیرهنگام و فراگیر فروردین ۱۳۸۸، *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*. سال ۲۲. شماره پیاپی ۴۱.
- ۶- علیجانی، بهلول (۱۳۶۹). چگونگی تشکیل فرابار سیبری و اثرات آن بر اقلیم شرق ایران، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*. سال پنجم. شماره ۱۷.
- ۷- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، چاپ اول. تهران. انتشارات سمت.
- ۸- فتاحی، ابراهیم؛ ته‌مین صالحی‌پاک (۱۳۸۸). تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران، *فصلنامه جغرافیا و توسعه*. شماره ۱۳.
- ۹- لشکری، حسن (۱۳۸۷). تحلیل سینوپتیکی موج سرمای فراگیر ۱۳۸۲ در ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*. شماره ۶۶.
- ۱۰- مرکز آمار و انفورماتیک سازمان هواشناسی ایران (۱۳۸۸).
- ۱۱- مقیمی، ابراهیم؛ شاپور گودرزی‌نژاد (۱۳۸۲). مخاطرات محیطی، چاپ اول. تهران. انتشارات سمت.
- ۱۲- هژبرپور، قاسم؛ بهلول علیجانی (۱۳۸۶). تحلیل همدید یخبندان‌های استان اردبیل، *فصلنامه جغرافیا و توسعه*. شماره ۱۰.
- ۱۳- یارنال، برنت (۱۹۹۳). اقلیم‌شناسی همدید و کاربردهای آن در مطالعات محیطی (۱۳۸۵). ترجمه سیدابوالفضل مسعودیان. چاپ اول. انتشارات دانشگاه اصفهان.
- 14- Buishand, T. A and Brandsma, T (1997). Comparison of circulation classification schemes for predicting temperature and precipitation in the Netherlands, *International Journal of Climatology*, 17.